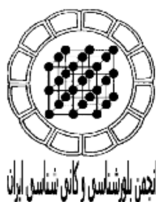
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۱۴۹ تا ۱۶۴



سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌ها در سیلیکات‌های آهکی مجموعه دگرگونی ده‌سلم، شرق قطعه لوت: شاهدی بر رخداد دگرگونی پیشرونده تا آستانه رخساره گرانولیت

الهام بهرام نژاد*، ساسان باقری، اعظم زاهدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۱۰، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۱۷)

چکیده: مجموعه دگرگونی ده‌سلم شامل سنگ‌های متاپلیتی، متابازیت، متاپریدوتیت و سیلیکات‌آهکی یکی از معدود رخنمون‌های پی-سنگ قطعه لوت است که در نزدیکی پهنه جوش‌خورده سیستان ظاهر شده است. در بخش شرقی مجموعه دگرگونی ده‌سلم مجموعه-ای از سنگ‌های مرمر و سیلیکات آهکی به شکل عدسی‌های زمین‌ساختی دراز دیده می‌شوند که به نظر در شرایط مشابه دما و فشار نسبت به سایر سنگ‌های پیرامون خود دگرگون شده‌اند. نتایج بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بیانگر وجود همبرزایی‌های مختلف اما شرایط دگرگونی مشابه در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی است. مهم‌ترین همبری‌های شناسایی شده شامل اسکاپولیت + فلدسپار پتاسیم + پلاژیوکلاز + تیتانیت، اسکاپولیت + پیروکسن، آمفیبول + گارنت + اپیدوت و گارنت + ولاستونیت + پیروکسن هستند. نتایج تجزیه شیمیایی با ریزکاو الکترونی، اسکاپولیت‌های موجود را در گروه انواع کلسیمی معرفی می‌نماید. این کانی‌ها دارای ترکیب میزونیت (Me% = 70 - 80) هستند. فلدسپارهای پتاسیم موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به قطب ارتوز نزدیک هستند و پلاژیوکلازها ترکیب آندزین دارند. گارنت‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی غنی از عضو نهایی گروسولار هستند. پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی کلینوپیروکسن‌های با ترکیب دیوپسید هستند. بررسی همبرزایی‌های دگرگونی، بررسی داده‌های زمین شیمیایی و مقایسه درجه دگرگونی سنگ‌های سیلیکاتی آهکی با متابازیت‌های کنار خود بیانگر وجود یک دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از غرب به بخش شرقی مجموعه، در حد رخساره‌های آمفیبولیت‌بالایی و آغاز گرانولیت است. این دگرگونی ناحیه‌ای در ژوراسیک پسین و به احتمال بسیار در موقعیت کمان ماگمایی، همزمان با شکل‌گیری گرانیت شاه‌کوه در پهنه فرورانش نئوتتیس در منطقه ده‌سلم رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: *مجموعه دگرگونی ده‌سلم؛ شاه‌کوه؛ نهبندان؛ سیلیکات آهکی؛ قطعه لوت.*

مقدمه

سنگ‌های دگرگون‌شده کربناتی به طور عمده در دو گروه مرمرها و سیلیکات‌های آهکی جای می‌گیرند. سنگ‌های سیلیکاتی آهکی نسبت به مرمرها کربنات کم‌تری دارند و از دگرگونی مارن‌ها ایجاد می‌شوند. مارن‌ها رسوب‌های پلیتی کربنات‌داری هستند که از نظر ترکیبی در گستره‌ای از سنگ-های کربناتی ناخالص تا پلیت‌های خالص جای می‌گیرند [۱-۳]. در مارن‌های دگرگون‌شده اغلب همان کانی‌های موجود در متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها دیده می‌شوند، افزون بر این، سیلیکات‌های Ca-Al داری چون پیروکسن‌های‌کلسیمی، آمفیبول‌های‌کلسیمی، کانی‌های گروه اپیدوت، لاوسونیت، مارگاریت، اسکاپولیت و وزوویانیت نیز حضور دارند [۳]. مارن -های دگرگون شده دارای ترکیب شیمیایی پیچیده‌ای هستند و از نظر شیمیایی در دو گروه سنگ‌های غنی از Al و سنگ‌های فقیر از Al جای می‌گیرند و در بیشتر کمربندهای کوهزایی حضور دارند [۴-۷]. کلسیت و کوارتز دو فاز اصلی سنگ‌های

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۸۲۶۸۷۲۷، پست الکترونیکی: el_bahramnejad@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]

سیلیکاتی آهکی محسوب می‌شوند؛ یک فاز سیال حاوی H_2O، CO_2 و گاهی SO_4 نیز طی دگرگونی حضور دارد. مجموعه کانی‌های موجود در تعادل سنگ‌های سیلیکاتی آهکی مهم‌ترین سنجه‌ها برای تغییرات دما، فشار و ترکیب سیال مربوط به رخساره‌های دمایی بالا هستند [۸].

مجموعه دگرگونی ده‌سلم با تنوعی از سنگ‌های دگرگونی و تا حدی ماگمایی و با روند تقریبی شمالی – جنوبی در کرانه شرقی خرد قاره ایران مرکزی و قطعه لوت واقع است [۹]. منطقه مورد بررسی در جنوب استان خراسان‌جنوبی قرار دارد که از غرب به شهرستان نهبندان و از شرق به شهداد محدود است. از شهرستان نهبندان پس از طی مسافت تقریبی ۶۰ کیلومتر در مسیر جاده شهداد به منطقه مورد بررسی می‌رسیم. در سال‌های گذشته، پژوهش‌های بسیاری پیرامون مجموعه دگرگونی ده‌سلم انجام شده‌است [۱۰-۱۴] که بیانگر وجود مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی اغلب شامل اسلیت، فیلیت، شیست، میگماتیت، متابازیت، متاپریدوتیت و سیلیکات آهکی به همراه رخنمونی از توده‌های نفوذی در منطقه هستند. سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به همراه مرمر، متابازیت، متاپریدوتیت و میگماتیت در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم رخنمون دارند. دما و فشار سنجی انجام شده بر متابازیت‌های نزدیک به واحدهای سیلیکات آهکی دمای ^{o}C ۷۰۷٫۷ و فشار ۵٫۸۶ را نشان می‌دهد [۱۵]. دماسنجی‌های انجام شده براساس تغییرات عناصر Fe و Mg در زوج در تعادل گارنت - بیوتیت نشانگر دمایی در گستره ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از رخساره شیست‌سبز در بخش غربی (منطقه گلوگاه) تا دمای بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در متاپلیت‌های بخش شرقی و کنار واحدهای سیلیکات آهکی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم است [۱۶]. با وجود پژوهش‌های انجام شده در منطقه، تاکنون بررسی ویژه‌ای بر سنگ‌های سیلیکاتی آهکی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم و ارتباط آن‌ها با سایر سنگ‌های موجود صورت نگرفته است. در این پژوهش، برای نخستین بار ضمن بررسی سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی، شرایط دما و فشار این سنگ‌ها طی دگرگونی بازسازی شد که نتایج آن برای مقایسه و تایید نتایج پیشین در ارتباط با سایر ترکیب‌های شیمیایی سنگ‌های اولیه ضروری به نظر می‌رسد.

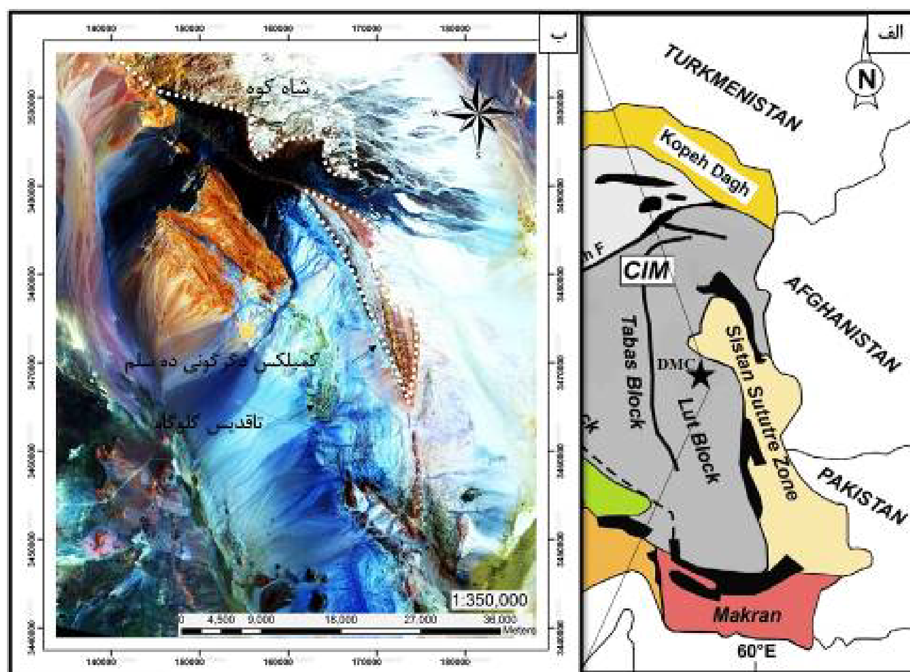
روش بررسی

به منظور بررسی سنگ‌های سیلیکاتی آهکی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم، از رخنمون‌های سنگی موجود نمونه‌برداری شد. از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۵۰ مقطع نازک تهیه و همبرزایی فازهای موجود توسط میکروسکوپ قطبشی بررسی گردید. برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی تجزیه شیمیایی به شیوه ریز کاوالکترونی برای عناصر اصلی در نمونه‌های مورد نظر توسط ابرکاوشگر خودکار مدل JOEL-JXA-8600M با ولتاژ شتاب-دهنده 15kV و جریان اشعه‌ای 2×10^{-8} Amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن انجام شد.

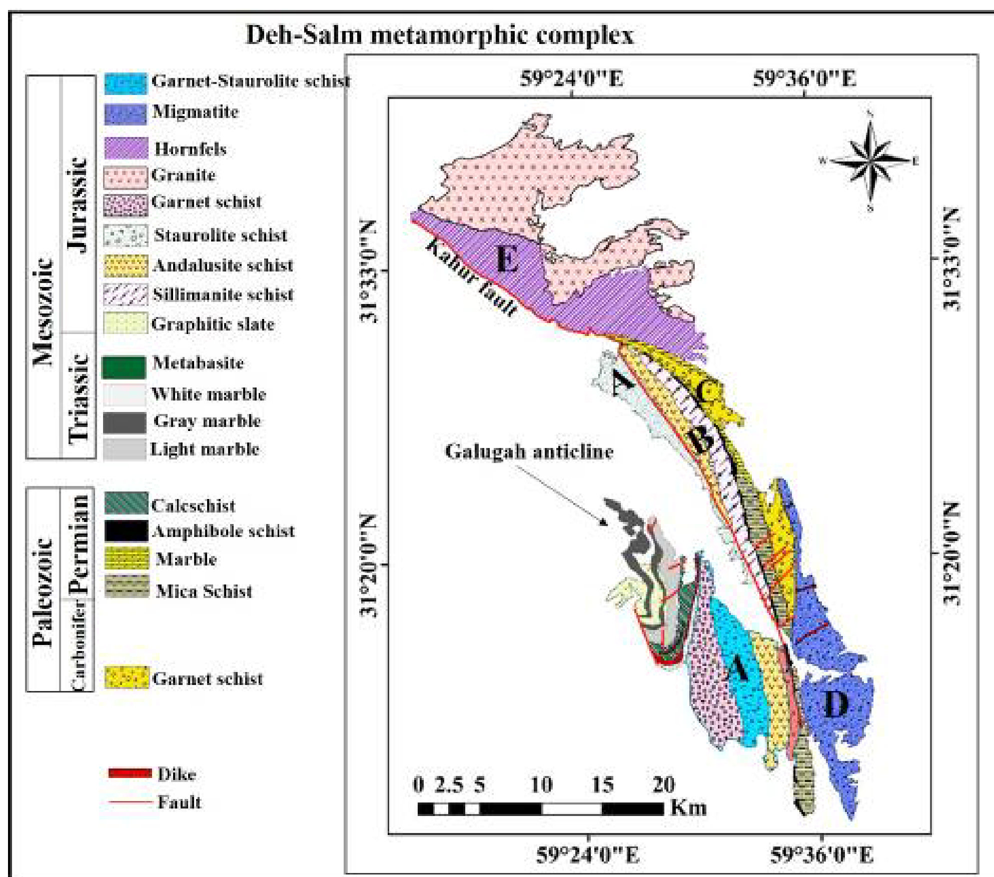
بررسی زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی ده‌سلم با سن ژوراسیک پسین [۱۷] و با روند تقریبی شمالی – جنوبی در کرانه شرقی خرد قاره ایران مرکزی و قطعه لوت و در جنوب گرانیت شاه‌کوه واقع شده است [۹] (شکل ۱). این مجموعه از نظر ویژگی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی به پنج واحد زمین‌ساختی A تا E تقسیم شده است [۱۱-۱۳]. (شکل ۲).

بر نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲)، گسترش سنگ‌های دگرگونی در مجموعه یاد شده به دو بخش پایینی و بالایی محدود است [۱۸-۲۰] که به احتمال بسیار معادل سازندهای نای‌بند و شمشک وابسته به اواخر تریاس- ژوراسیک هستند [۲۱]. در این راستا، بربریان [۲۲] سنگ‌های موجود در مجموعه دگرگونی ده‌سلم را معادل سازندهای پالئوزوئیک‌پسین ایران مرکزی می‌داند که طی رخداد کوهزایی سیمرین پیشین دگرگون شده‌اند [۲۳]. بر اساس شواهد زمین‌شناسی و پارینه مغناطیس‌سنجی [۲۳]، خرد قاره ایران‌مرکزی و شرقی از تریاس تا عهد حاضر به اندازه ۱۳۵ درجه خلاف جهت عقربه-های ساعت چرخیده است. بنابراین مجموعه دگرگونی ده‌سلم به نوار سنندج - سیرجان متصل است و سرگذشتی مشابه آن دارد. نتایج بررسی‌های انجام شده برای تعیین سن مطلق مجموعه‌ی دگرگونی بر پایه نسبت Rb/Sr بیانگر سن‌های متوسط ۲۰۹ – ۲۰۶ میلیون سال [۲۴] و ۱۰±۱۶۵ میلیون سال [۲۵] است. این در حالی است که بر پایه نتایج جدید سن‌سنجی، بر اساس نسبت U/Pb برای تک دانه‌های زیرکن، مونازیت و زینوتایم سن مجموعه دگرگونی ده‌سلم ۱۶۳-۱۶۸ میلیون سال است [۱۵]. چنین سنی با سن ۱۶۸-Ma۱۵۸ به دست آمده برای گرانیت شاه‌کوه به روش K-Ar همخوانی دارد [۲۶].



شکل ۱ الف) موقعیت مجموعه دگرگونی ده‌سلم در کرانه شرقی خرد قاره ایران مرکزی و قطعه لوت [۲۶]؛ ب) تصویر ماهوارهای مجموعه دگرگونی ده‌سلم و موقعیت آن در جنوب گرانیت شاه‌کوه (برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای لندست).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی ده‌سلم برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ده‌سلم[۱۸] با پاره‌ای تصحیحات.

در بخش شرقی مجموعه دگرگونی ده‌سلم، یک واحد عدسی شکل وجود دارد که از دیواره‌ی غربی به یک نوار باریک چند ده‌متری از متابازیت‌ها محدود می‌شود و در بخش شمالی به طور عمده با متاپریدوتیت‌ها همراه است، در حالی که در بخش شرقی با عدسی‌هایی از مرمرها پایان می‌یابد. در میان این رخنمون، توده‌های عدسی شکل باریک وکشیده از متاپسامیت‌ها، سیلیکات آهکی و گرانیت‌ها گسترش دارند (شکل ۳).

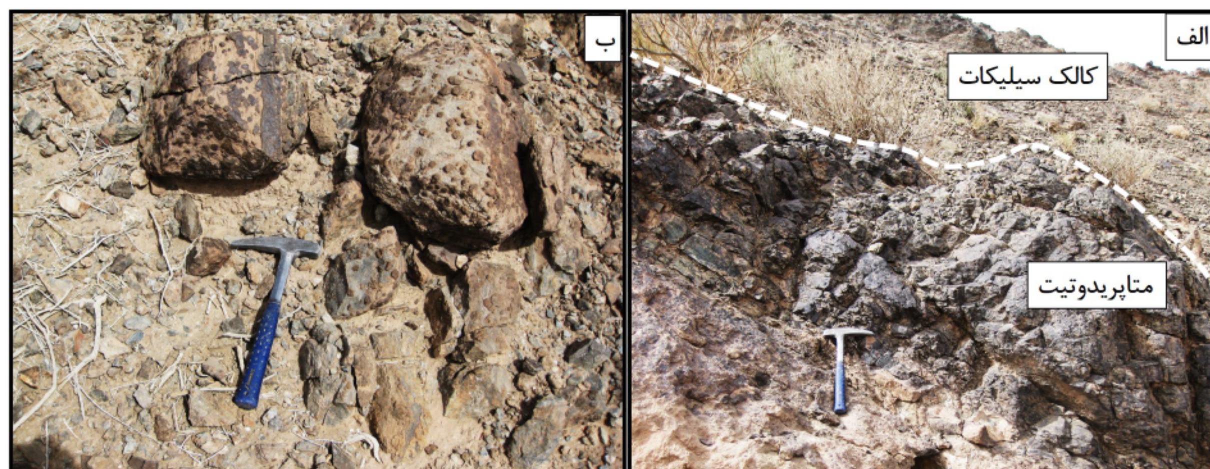
در بخش جنوبی این واحد عدسی شکل، مجموعه‌های فرامافیک چون سرپانتینیت‌ها و متاپریدوتیت‌های اسپینل‌دار نیز به صورت عدسی تا دایک و به صورت رانده شده بر مرمرها و در کنار متابازیت‌ها و سیلیکات‌های آهکی دربردارنده گارنت-های درشت قرار دارند (شکل ۴).

ارتباط زمین ساختی و همزیستی متاپریدوتیت – متابازیت-ها با کربنات‌ها در مجموعه دگرگونی ده‌سلم امری بدیهی و انکار نشدنی است. در برخی از مناطق، توالی مرمر و متابازیت نشانگر رسوب‌گذاری همزمان کربنات‌ها و خروجی‌های بازالتی بوده اما ارتباط پریدوتیت با کربنات‌ها گسله است (شکل ۵).

متابازیت‌ها تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت و در پاره‌ای از مناطق تا حد پهنه پیروکسن‌آمفیبولیت دگرگون شده‌اند [۱۴]. پسامیت‌ها تا حد میگماتیت‌های متاتاکسیتی ذوب شده‌اند و بسیاری از آن‌ها بافت‌های نمدی نشان می‌دهند [۱۶،۱۳]. دایک های‌گرانیتی و پگماتیتی گارنت و تورمالین‌دار که در نتیجه یک رخداد ماگمایی تاخیری همزمان با زمین‌ساخت کششی تشکیل شده‌اند، اغلب واحدهای دگرگونی را قطع کرده‌اند [۱۱، ۱۳]، (شکل ۶).

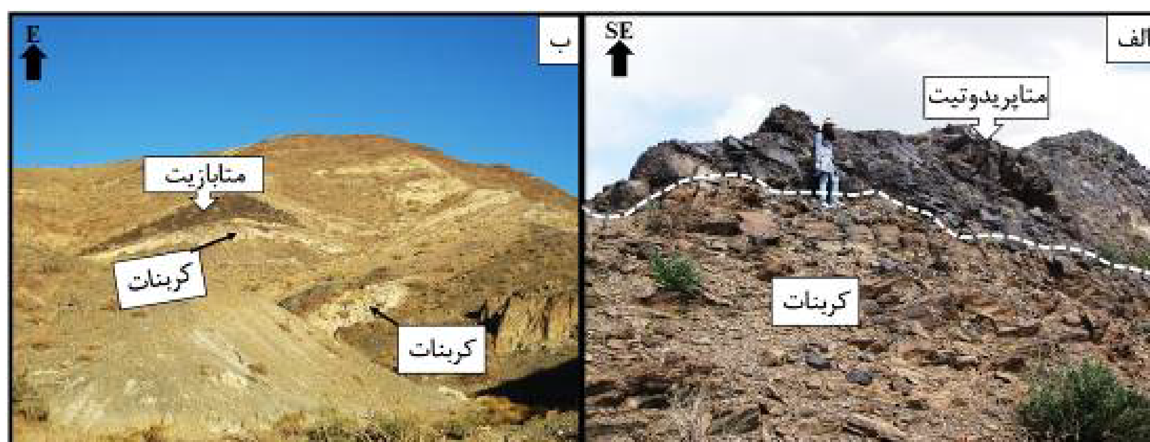


شکل ۳ رخنمون مجموعه‌های مرمر، سیلیکات آهکی و متاپریدوتیت در جنوب گرانیت شاه‌کوه (دید عکس به سمت شمال).

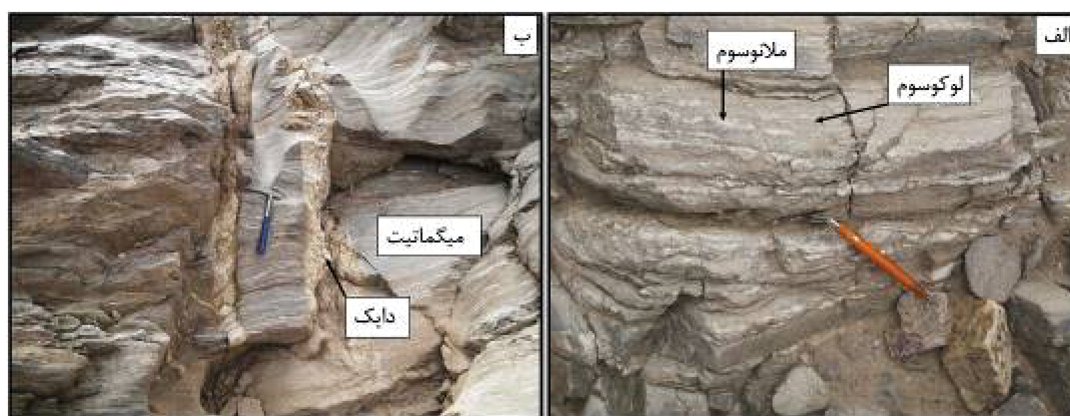


شکل ۴ الف) رخنمون عدسی متاپریدوتیتی هم مرز با سنگ‌های سیلیکاتی آهکی (مرز واحدهای متاپریدوتیت و واحدهای سیلیکات آهکی به صورت گسله است)؛ ب) سیلیکات‌های آهکی دربردارنده گارنت‌های دانه درشت در کنار متاپریدوتیت‌های شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]



شکل۵ الف) مرز گسله متاپریدوتیت و کربنات‌ها (دید عکس به سمت جنوب شرق)؛ ب) توالی متابازیت‌ها و کربنات‌ها در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم (دید عکس به سمت شرق).



شکل۶ الف) میگماتیت‌های پسامیتی با بافت نمدی؛ ب) دایک‌های موجود در میگماتیت‌های نمدی موجود در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم.

بحث و بررسی

سنگ‌شناسی

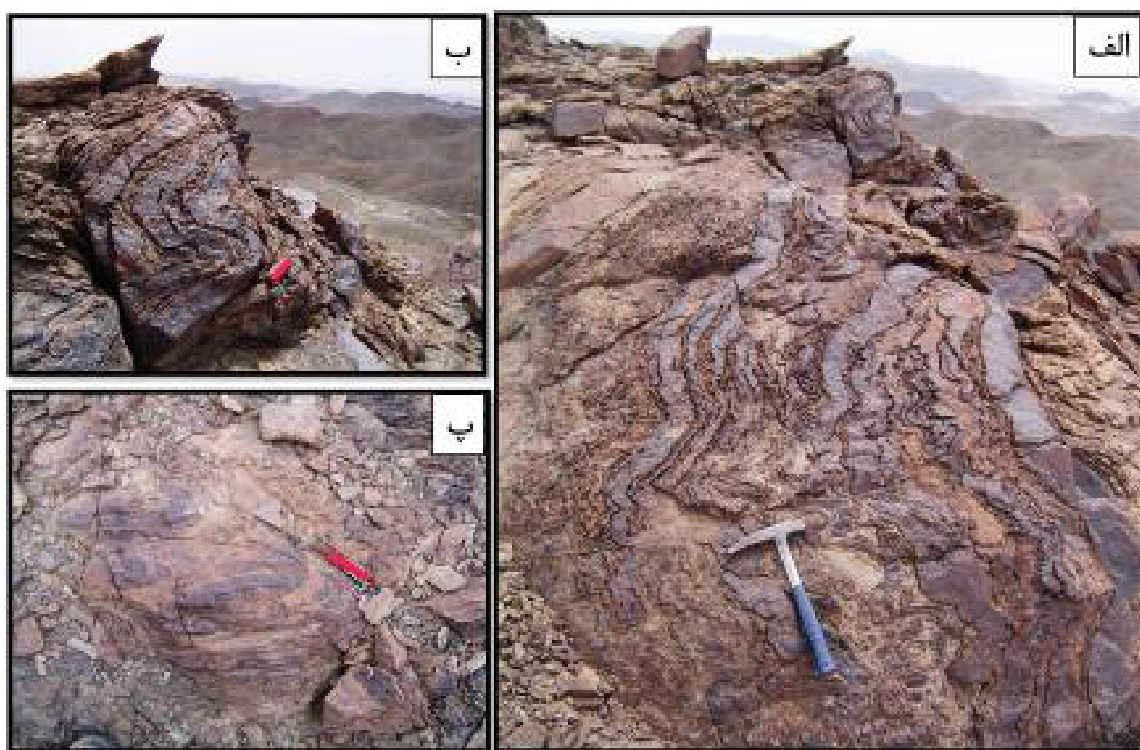
سنگ آهک‌های دگرگون‌شده در مجموعه دگرگونی ده‌سلم شامل مرمرها و سنگ‌های سیلیکاتی آهکی هستند. عملکرد رخدادهای متعدد دگرشکلی (شامل پنج فاز D_1 تا D_5) سبب شکل‌گیری ساختارهای پیچیده‌ای در این سنگ‌ها شده‌است که از آن جمله می‌توان به ظهور چین‌های هم‌شیب، چین‌های بسته مایل تا خوابیده و بودین در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در اثر عملکرد فاز D_2 اشاره نمود [۱۳] (شکل ۷). سطح محوری چین‌های ایجاد شده موازی تورق و با خطواره‌هایی با روند شمال غربی-جنوب شرقی (NW-SE) ظاهر شده‌است.

سنگ‌شناسی مرمرها

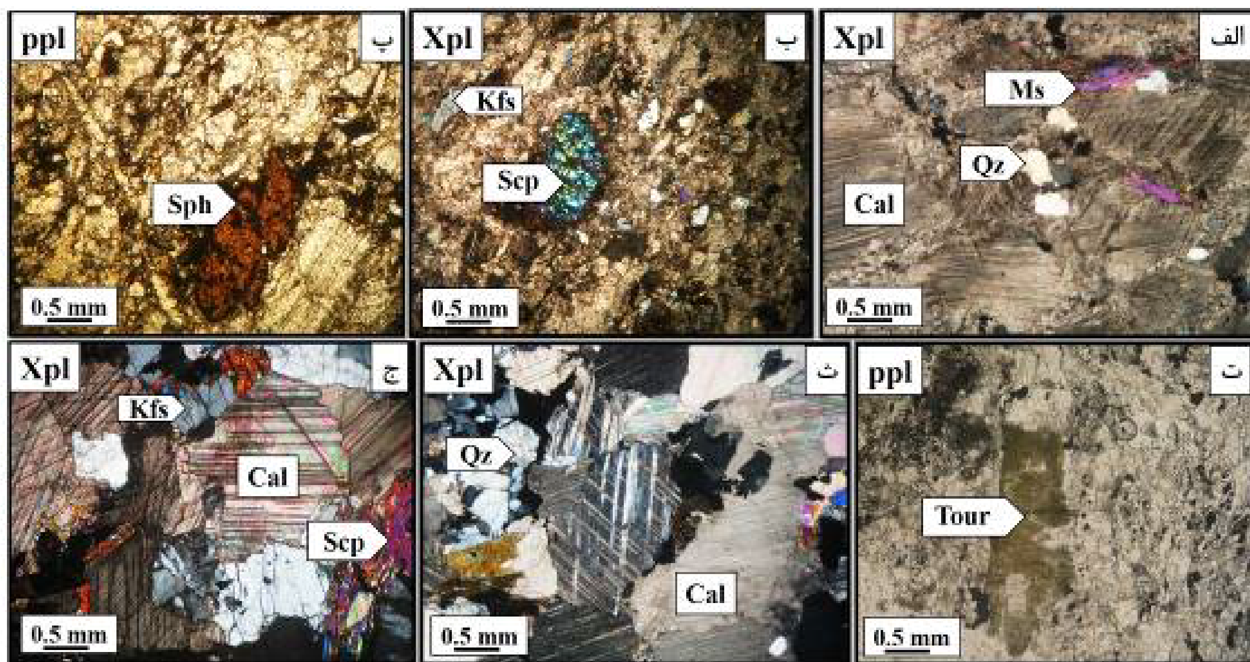
در مقاطع میکروسکوپی مرمرها، کانی کلسیت به عنوان کانی اصلی ۸۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. در برخی از نمونه‌های بررسی شده، کانی کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد) و در برخی نیز کوارتز به همراه مسکوویت (۵ درصد) حضور دارد. بافت غالب در مرمرهای بررسی شده دانه‌شکفتی است. سنگ مادر مرمرها به احتمال بسیار یک آهک با ناخالصی سیلیسی است (شکل ۸-الف).

سنگ‌شناسی سیلیکات‌های آهکی

کانی‌های سیلیکاتی اصلی موجود در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی شامل اسکاپولیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، ولاستونیت، گارنت و آمفیبول هستند. کلسیت و کوارتز به عنوان فازهای اصلی و تیتانیت، تورمالین و اپیدوت از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند که در ادامه به مقدار و چگونگی توزیع کانی‌ها اشاره شده است. سیلیکاتی آهکی موجود در مجموعه دگرگونی ده‌سلم بر اساس همبرزایی‌های موجود در آن‌ها به طور عمده در گروه سیلیکاتی آهکی اسکاپولیت‌دار و سیلیکات‌های آهکی بدون اسکاپولیت رده‌بندی می‌شوند:



شکل ۷ الف و ب) چین‌های بسته مایل تا خوابیده همراه با ریز چین‌های پارازیتی موجود در آن‌ها؛ پ) چین هم‌شیب موجود در سیلیکات‌های آهکی مجموعه دگرگونی ده‌سلم.



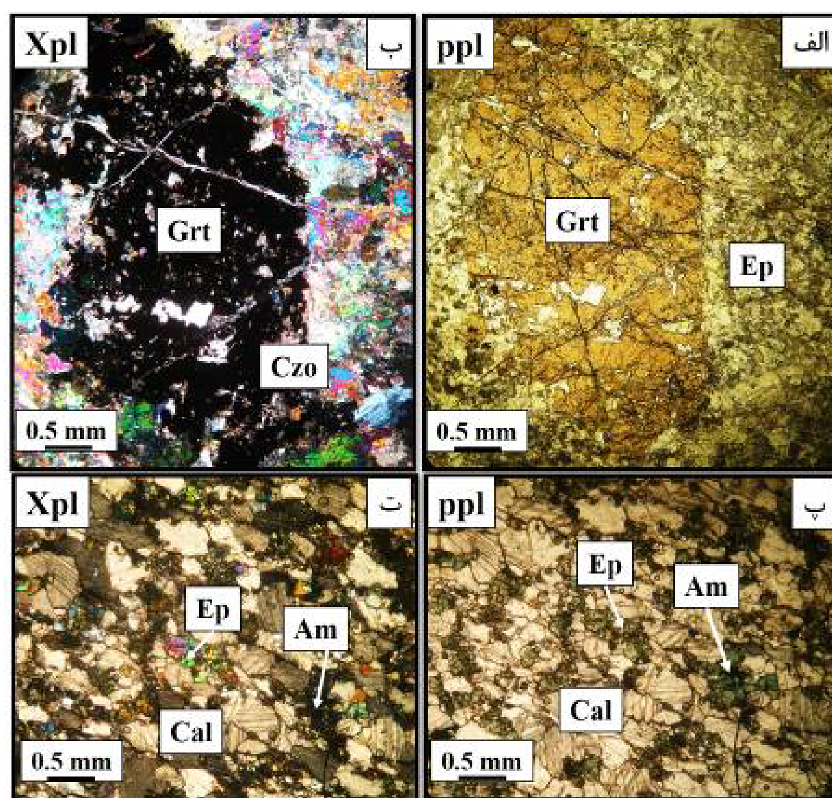
شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی از الف) کانی‌های کوارتز، کلسیت و موسکوویت در مرمرهای موجود در مجموعه دگرگونی ده‌سلم، ب) کانی‌های کلسیت، اسکاپولیت و فلدسپار پتاسیم در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم؛ پ) اسفن موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی، ت) تورمالین در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی؛ ث) ماکل‌های لغزشی در کانی کلسیت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی، ج) بافت دانه شکفتی در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم؛ (تصاویر الف، ب، ث و ج در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر و تصاویر پ و ت در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۱۰۰ برابر تهیه شده‌اند نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۷] است)

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]

سیلیکات‌های آهکی اسکاپولیت‌دار: بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها بیانگر حضور کانی‌های اسکاپولیت (۵۰ درصد)، ارتوز (۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰ درصد)، کوارتز (۵ درصد)، تیتانیت (۵ درصد) و تورمالین است. کانی اسکاپولیت با رنگ‌های تداخلی آبی، نارنجی و بنفش به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل-دار و برجستگی متوسط قابل تشخیص است (شکل ۸ ب). کانی تیتانیت با رنگ قهوه‌ای در نور معمولی، برجستگی بالا و به صورت گوه‌ای شکل دیده می‌شود (شکل ۸ پ). کانی تورمالین به صورت کشیده با رنگ‌های تداخلی آبی و صورتی در نور قطبشی و با رنگ سبز در نور طبیعی دیده می‌شود (شکل ۸ ت). تورمالین و اسفن کانی‌های فرعی سنگ محسوب می‌شوند. در اثر رخدادهای دگرشکلی جوان‌تر با ماهیت خمیری، سنگ‌ها طی میلونیتی شدن بلورهای کلسیت دچار بازتبلور دینامیکی و کشیده تا نواری شده‌اند و یا به شکل بلورها و عدسی‌های کم دگرشکل در یک خمیره با تورق میلونیتی ظاهر شده‌اند (شکل ۸ ث). در برخی از نمونه‌های مورد بررسی، در بخش‌های کمتر دگرشکل شده نیز بافت دانه شکفتی تا میلونیتی دیده می‌شود و ماکل‌های لغزشی ناشی از عملکرد فازهای دگرشکلی شکنا در بلورهای کلسیت قابل تشخیص است (شکل ۸ ج).

سیلیکات‌های آهکی بدون اسکاپولیت: بیشترین تمرکز واحدهای سیلیکات آهکی بدون اسکاپولیت در بخش جنوبی مجموعه دگرگونی ده‌سلم قرار دارد. توصیف سنگ‌شناسی این واحدها به شرح زیر است:

سیلیکات‌های آهکی دارای آمفیبول و گارنت: بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها بیانگر حضور کانی‌های آمفیبول (۲۰ درصد)، گارنت (۲۵ درصد)، اپیدوت (۱۰ درصد)، کلینوزوئزیت (۵ درصد)، کوارتز (۵ درصد) و کلسیت (۳۵ درصد) است. آمفیبول با رنگ‌های تداخلی زرد و نارنجی در نور قطبی و چند رنگی سبز در نور طبیعی حضور دارد. گارنت موجود در این سنگ به دلیل حضور ناخالصی آهن به رنگ زرد در نور طبیعی دیده می‌شود. اپیدوت با رنگ‌های تداخلی سبز، صورتی و آبی و با رنگ طبیعی سبز مایل به زرد دیده می‌گردد. کلسیت با ماکل لغزشی و کانی کوارتز با خاموشی موجی دیده می‌شود. بافت سنگ به صورت میلونیتی است (شکل ۹).



شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از الف و ب) کانی‌های گارنت، اپیدوت و کلینوزوئیزیت، پ و ت) کانی‌های کلسیت، آمفیبول و اپیدوت در سیلیکات-های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم (تصاویر الف و پ در نور قطبیده طبیعی و تصاویر ب و ت در نور قطبیده متقاطع و با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند).

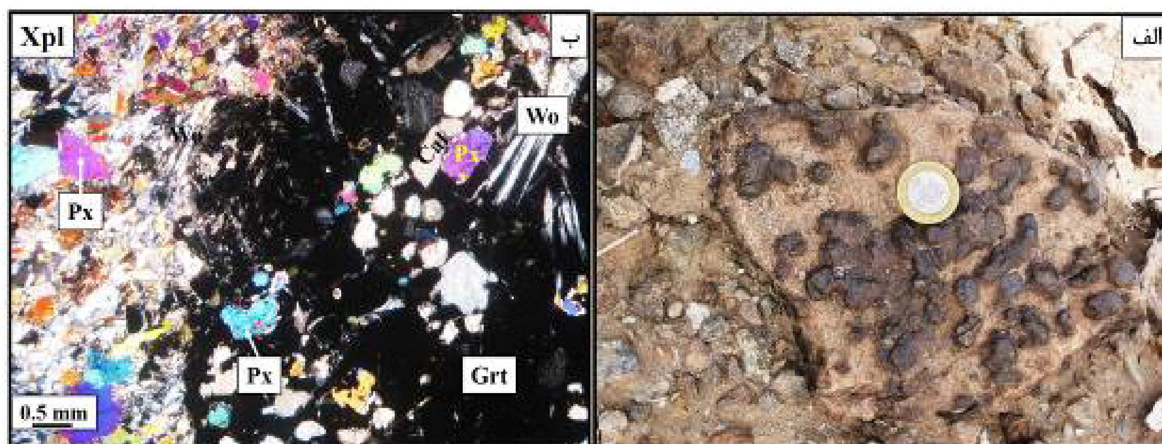
سیلیکات آهکی گارنت – ولاستونیت: در نمونه دستی این سنگ‌ها که اغلب به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن است، گارنت-های بسیار درشت (۴ سانتیمتر) دیده می‌شود (شکل ۱۰ الف). در مقطع میکروسکوپی، کانی‌های گارنت (۲۵ درصد)، ولاستونیت (۲۰ درصد)، پیروکسن (۱۰ درصد)، اسفن (۵ درصد) و کلسیت (۴۰ درصد) دیده می‌شود. کانی گارنت به صورت درشت بلورهای (۵-۴٫۵ میلیمتر) دربردارنده میانبارهایی از پیروکسن، کلسیت، کوارتز و ولاستونیت است. ولاستونیت با دوشکستی خاکستری و به صورت رشته ای دیده می‌شود. کانی اسفن به صورت لوزی شکل و به رنگ زرد تا قهوه‌ای در زمینه سنگ دیده می‌شود. کانی‌های موجود در سنگ بدون هرگونه جهت یافتگی ویژه‌ای هستند و سنگ دارای بافت برشی است (شکل ۱۰ ب).

شیمی کانی‌ها

شیمی‌کانی اسکاپولیت در سیلیکات‌های آهکی اسکاپولیت‌دار

اسکاپولیت: اسکاپولیت یک کانی آلومینوسیلیکاتی رایج است که در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی یافت می‌شود. این کانی با فرمول عمومی M_4 $[T_{12}$ $O_{24}]$ A شناخته می‌شود که جایگاه M توسط باریم، استرانسیوم، کلسیم، سدیم، پتاسیم و آهن دو ظرفیتی، T با عناصری چون آلومینیم، سیلیسیم و آهن سه ظرفیتی و جایگاه A توسط سولفات، کربنات، کلر و یا کمی بر اشغال می‌شود [۲۷]. اسکاپولیت محلول جامد دو عضو نهایی ماریالیت و میونین است. در حال حاضر، درصد میونیت موجود به عنوان شاخص اصلی در ترکیب شیمیایی اسکاپولیت به حساب می‌آید $(Me\% = 100\ Ca/(Ca + Na))$، [۲۸]. اگر $Me\% = 60 - 80$ اسکاپولیت دارای ترکیب میزونیت بوده و اگر $Me\% = 90 - 100$، اسکاپولیت دارای ترکیب میونیت است. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی اسکاپولیت‌های موجود در سیلیکاتی آهکی مورد بررسی، تعدادی از این کانی‌ها تجزیه شیمیایی شدند.

نتایج تجزیه شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری اسکاپولیت براساس ۲۵ اتم اکسیژن در جدول ۱ آورده شده-است. نتایج تجزیه شیمیایی سیلیکات‌های آهکی نشان می‌دهد که اسکاپولیت‌های مورد بررسی در گروه اسکاپولیت‌های کلسیمی جای دارند. بر اساس مقادیر Me٪ محاسبه شده برای اسکاپولیت‌های مورد بررسی $(Me\% = 70 - 80)$ و موقعیت آن‌ها در نمودار Eq_{An} نسبت به X_{Cl}، ترکیب شیمیایی آنها در گستره میزونیت قرار دارد (شکل ۱۱). با توجه به مقادیر پایین Cl در ترکیب اسکاپولیت‌های مورد بررسی، به نظر می‌رسد که جایگاه A در این اسکاپولیت‌ها توسط CO_3^{2-} پر شده‌است. در اسکاپولیت‌های با $Ca/Ca + Na > 0.75$، جایگاه A اغلب توسط CO_3^{2-} اشغال جانشین می‌گردد [۲۹]. فرمول ساختاری اسکاپولیت به‌صورت $Ca_3Na_{0.87}[Al_{4.5}Si_7O_{25}](CO_3)$ است.

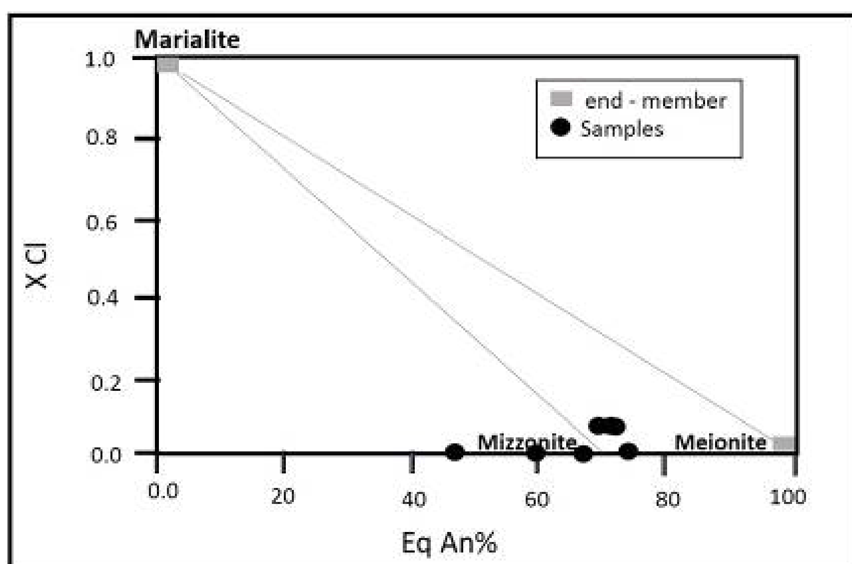


شکل ۱۰ الف) درشت بلورهای گارنت موجود در نمونه دستی و ب) تصویر میکروسکوپی کانی‌های گارنت، ولاستونیت، پیروکسن، کلسیت و کوارتز در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم (تصویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع و با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده-است).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]

جدول ۱ نتایج تجزیه اسکاپولیت‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم (بر حسب درصد وزنی).

نام کانی	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت	اسکاپولیت
شماره نمونه	۲۰	۲۱	۲۲	۲۳	۲۴	۲۵	۲۶
SiO_2	۴۶٫۶۰	۴۶٫۲۱	۴۹٫۰۷	۴۶٫۱۸	۵۰٫۱۲	۴۷٫۴۶	۴۹٫۰۰
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۲۸٫۵۳	۲۸٫۱۵	۲۷٫۸۴	۲۹٫۵۵	۲۸٫۰۶	۲۸٫۷۸	۲۸٫۱۹
FeO	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰
CaO	۱۸٫۷۹	۱۸٫۵۸	۱۶٫۴۳	۲۰٫۱۹	۱۶٫۶۳	۱۸٫۶۵	۱۷٫۰۱
Na_2O	۲٫۷۴	۲٫۷۷	۳٫۳۷	۲٫۶۱	۳٫۸۴	۲٫۹۹	۳٫۱۷
K_2O	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۳۵	۰٫۱۰	۰٫۵۶	۰٫۱۰	۰٫۴۵
F	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۵	۰٫۰۰	۰٫۱۷
Cl	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۵۱	۰٫۰۴	۰٫۷۲	۰٫۰۶	۰٫۴۵
مجموع	۹۷٫۱۵	۹۶٫۲۱	۹۷٫۶۸	۹۸٫۷۹	۱۰۰٫۲۶	۹۸٫۱۱	۹۸٫۴۷
اکسیژن	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵
Si	۶٫۹۵	۶٫۹۷	۷٫۲۴	۶٫۸۳	۷٫۲۰	۷٫۰۲	۷٫۱۷
Al	۵٫۰۲	۵٫۰۰	۴٫۸۴	۵٫۱۵	۴٫۷۵	۵٫۰۲	۴٫۸۶
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۲٫۵۹	۳٫۱۹	۲٫۵۶	۲٫۹۵	۲٫۶۶
Na	۰٫۷۹	۰٫۸۱	۰٫۹۶	۰٫۷۴	۱٫۰۷	۰٫۸۵	۰٫۹۰
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۸
F	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۷
Cl	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۱۱
مجموع	۱۵٫۹۴	۱۵٫۹۳	۱۵٫۸۵	۱۵٫۹۷	۱۶٫۰۰	۱۵٫۹۰	۱۵٫۸۸
Me%	۷۹٫۱۲	۷۸٫۰۶	۷۳٫۰۰	۸۱٫۰۴	۷۰٫۵۲	۷۷٫۵۱	۷۴٫۷۸



شکل ۱۱ در نمودار Eq An٪ نسبت به X Cl [۳۰] و موقعیت اسکاپولیت‌های مورد بررسی با ترکیب میزونیت آن.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]

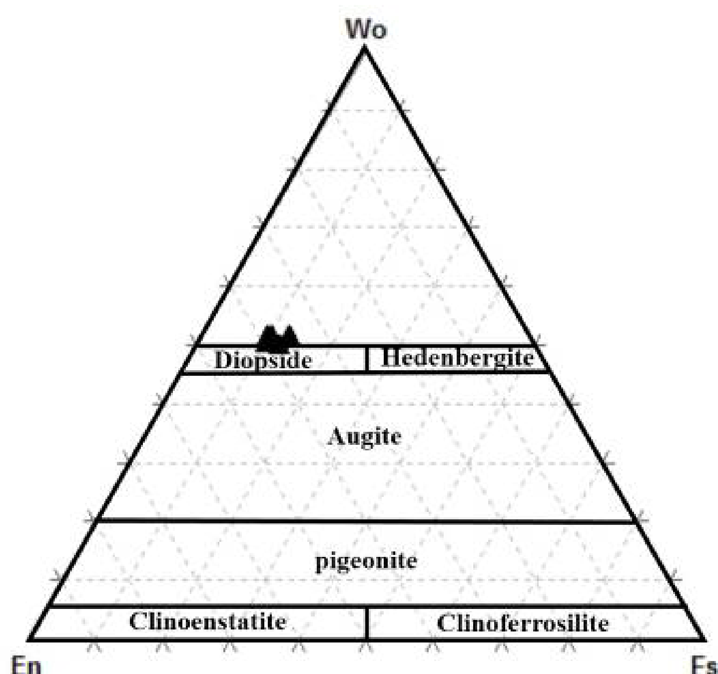
شیمی کانی‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی دارای گارنت و لاوسونیت کلینوپیروکسن: براساس نتایج تجزیه شیمیایی (جدول ۲)، کلینوپیروکسن‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم غنی از کلسیم هستند و در گستره دیوپسید قرار دارند (شکل ۱۲). مقدار SiO_2 در کلینوپیروکسن از ۵۲ تا ۵۵ درصد متغیر است. مقدار Cr_2O_3 کلینوپیروکسن ناچیز است (۰٫۰۶-۰٫۰۴ درصد وزنی). همچنین مقدار منیزیم حدود ۰٫۷۵ درصد وزنی است (جدول۲). فرمول ساختاری دیوپسید به صورت $(Ca_{0.99}\ Mg_{0.75})\ Si_2\ O_6$ است.

گارنت: براساس نتایج تجزیه گارنت‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی که در جدول ۲ آورده شده‌است، این گارنت‌ها غنی از عضو نهایی گراسولار هستند و در گستره گراسولار - آندرادیت قرار دارند (شکل ۱۳). ترکیب کلی گارنت در سیلیکات‌های آهکی بررسی شده در مجموعه ده‌سلم به صورت $Grs_{91.63}Alm_{3.67}Sps_{0.02}Prp_{0.4}$ و فرمول ساختاری گارنت به صورت $(Ca_{2.95}\ Fe_{0.09}\ Al_{1.80})\ (Fe_{0.1})\ Si_{2.95}\ O_{12}$ است.

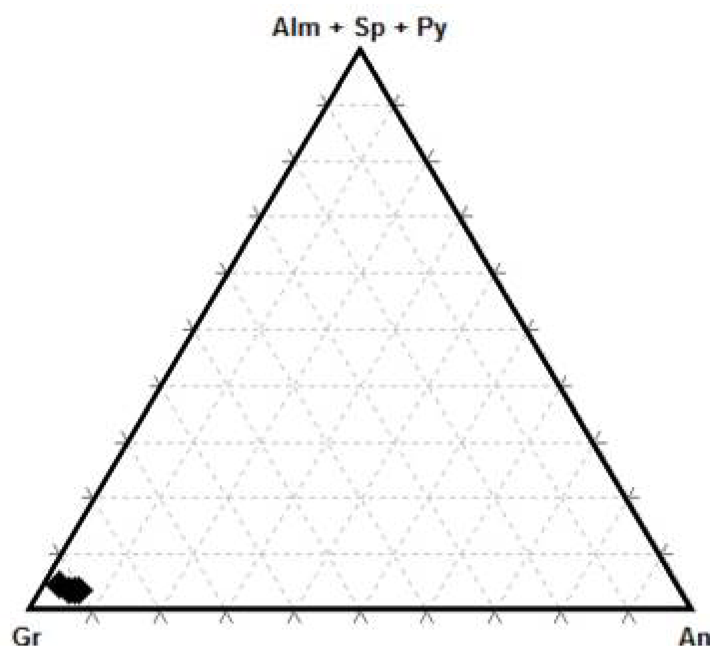
جدول ۲ نتایج تجزیه کلینوپیروکسن، ولاستونیت، گارنت و اسفن‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم (تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} کانی‌ها برپایه محاسبات عنصرسنجی انجام شده است).

نام کانی	پیروکسن	پیروکسن	ولاستونیت	ولاستونیت	گارنت	گارنت	گارنت	اسفن	اسفن	اسفن
شماره نمونه	۹	۱۱	۱۲	۱۳	۳	۱۵	۱۶	۱۱	۱۲	۱۳
SiO_2	۵۲٫۶۵	۵۳٫۲۸	۵۱٫۸۲	۵۱٫۶۲	۳۸٫۷۵	۳۸٫۲۶	۳۸٫۸۳	۳۱٫۱۴	۳۱٫۶۱	۳۱٫۵۷
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۱٫۲۰	۱٫۲۱	۱٫۱۹	۳۶٫۲۷	۳۴٫۷۰	۳۵٫۶۵
Al_2O_3	۰٫۴۷	۰٫۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۲۰٫۱۵	۲۰٫۳۸	۲۰٫۰۷	۳٫۱۱	۴٫۱۱	۲٫۹۹
Cr_2O_3	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۸
FeO	۷٫۳۰	۷٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۳٫۱۶	۲٫۹۲	۳٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MnO	۰٫۱۹	۰٫۶۷	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰
MgO	۱۳٫۵۵	۱۳٫۶۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
CaO	۲۴٫۸۵	۲۴٫۶۶	۴۸٫۲۰	۴۷٫۴۷	۳۵٫۶۳	۳۵٫۷۲	۳۵٫۶۱	۲۹٫۴۵	۲۹٫۷۱	۲۹٫۰۶
Na_2O	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	–	–	–	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	–	–	–	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۹٫۲۵	۹۹٫۸۹	۱۰۰٫۳۵	۹۹٫۳۳	۹۹٫۰۸	۹۹٫۶۰	۹۸٫۹۲	۱۰۰٫۱۵	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۴۷
اکسیژن	۶	۶	۳	۳	۱۲	۱۲	۱۲	۵	۵	۵
Si	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۲٫۹۶	۲٫۹۹	۲٫۹۷	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۱٫۰۲
Al	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۸۱	۱٫۸۲	۱٫۸۱	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۱
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۸۸	۰٫۸۴	۰٫۸۷
Fe^{3+}	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۲٫۹۲	۲٫۹۱	۲٫۹۲	۱٫۰۲	۱٫۰۲	۱٫۰۱
Na	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	–	–	–	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	–	–	–	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۹۹	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۳٫۰۴	۳٫۰۵	۳٫۰۳
Mg/(Mg +	۰٫۸۰	۰٫۷۸	–	–	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۱	–	–	–
Al/(Al +	۰٫۳۲	۰٫۴۴	–	–	۰٫۹۴	۰٫۹۷	۰٫۹۵	–	–	–
دیوسپید	دیوسپید	دیوسپید	-	-	–	–	–	–	–	–
الماندین	-	-	-	-	۳٫۲	۴٫۴	۳٫۳	–	–	–
اسپسارتین	-	-	-	-	۰٫۲	۰٫۰	۰٫۲	–	–	–
پیروپ	-	-	-	-	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	–	–	–
گروسولار	-	-	-	-	۹۰٫۹	۹۲٫۶	۹۱٫۴	–	–	–
آندرادیت	-	-	-	-	۵٫۳	۲٫۶	۴٫۶	–	–	–
یوواروویت	-	-	-	-	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۱	–	–	–

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]



شکل ۱۲ نمودار Wo-En-Fs [۳۱] و موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم بر آن.



شکل ۱۳ نمودار Alm + Sp + Py – Gr –An (آلماندن: Alm، پیروپ: Py، اسپسارتین: Sp، گراسولار: Gr) و موقعیت گارنت‌های موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم در آن.

ولاستونیت: کانی ولاستونیت در سیلیکات‌های آهکی بدون اسکاپولیت در مجموعه دگرگونی ده‌سلم وجود دارد. براساس نتایج تجزیه شیمیایی انجام شده، مقدار CaO موجود در ولاستونیت‌ها در مقایسه با مقادیر سایر اکسیدها چون FeO و MgO بسیار بالاست (بیش از ۴۷ درصد وزنی) (جدول ۲). مقدار SiO_2 تا ۵۲ درصد وزنی متغیر است (جدول ۲). فرمول ساختاری ولاستونیت به صورت $(Ca_{1.98})\ Si_2\ O_6$ است.

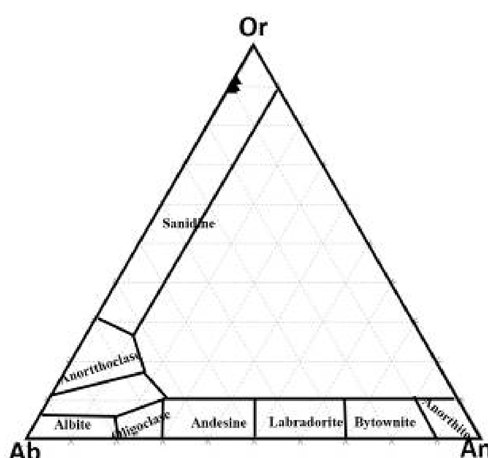
اسفن (تیتانیت): اسفن‌های تجزیه شده در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی ترکیب شیمیایی یکنواختی نشان می‌دهند. نتایج تجزیه نقطه‌ای اسفن در جدول ۲ آورده شده‌است. فرمول

ساختاری اسفن بر اساس ۵ اتم اکسیژن محاسبه شده‌است. مقدار Al_2O_3 موجود در ترکیب اسفن‌های تجزیه شده بین ۲ تا ۴ درصد متغیر است. همزمان با افزایش مقدار Al، مقدار Ti روند کاهشی نشان می‌دهد که بیانگر جایگزینی Al به جای Ti است (جدول ۲). فرمول ساختاری اسفن (تیتانیت) به صورت $Ca_{1.01}Ti_{0.89}SiO_5$ است.

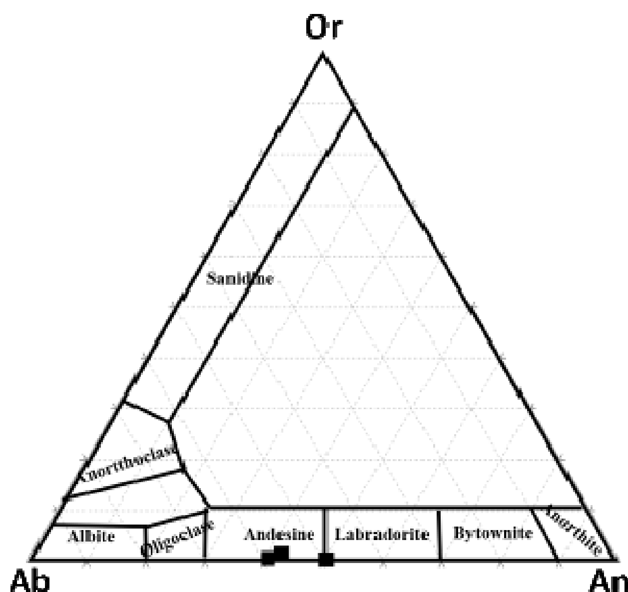
شیمی کانی های فلدسپار همزیست با اسکاپولیت

فلدسپار پتاسیم: فلدسپارهای پتاسیم‌دار تجزیه شده در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در نمودار سه‌تایی Ab-Or-An نزدیک به قطب Or قرار دارند (شکل ۱۴). فرمول ساختاری ارتوز به صورت $(K_{0.60}\ Na_{0.06}\ )\ Al_{1.01}\ Si_3\ O_8$ است.

پلاژیوکلاز: فلدسپارهای سدیم و کلسیم‌دار به قطب پلاژیوکلازهای حدواسط نزدیک بوده و دارای ترکیب آندزین هستند (شکل ۱۵). نتایج تجزیه فلدسپارها و ترکیب شیمیایی آن‌ها بر پایه ۸ اتم اکسیژن در جدول ۳ آورده شده‌است. فرمول ساختاری پلاژیوکلاز به صورت $(Na_{0.64}\ Ca_{0.39})\ Al_{1.42}\ Si_{2.59}\ O_8$ است.



شکل ۱۴ نمودار Ab-Or-An [۲۹] و موقعیت فلدسپارهای پتاسیم موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم در آن.



شکل ۱۵ نمودار Ab-Or-An [۲۹] و موقعیت پلاژیوکلازهای موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم در آن.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]

جدول ۳ نتایج تجزیه فلدسپارهای موجود در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی در شرق مجموعه دگرگونی ده‌سلم.

نام کانی	ارتوز	ارتوز	ارتوز	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز
شماره نمونه	۹	۱۰	۳۲	۴۲	۳۸	۱۸
SiO2	۹۸٫۶۷	۰۴٫۶۹	۶۹٫۲۳	۶۰٫۷۸	۰۲٫۵۵	۵۷٫۳۲
TiO2	۰۰٫۰	۰۳٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۲٫۰
Al2O3	۱۸٫۱۹	۸۴٫۱۹	۱۹٫۳۴	۲۶٫۰۲	۳۱٫۲۹	۲۷٫۷۰
FeO	۰۳٫۰	۰۸٫۰	۰٫۰۰	۰۲٫۰	۰۰٫۰	۰۴٫۰
MnO	۰۱٫۰	۰۰٫۰	۰۵٫۰	۰۰٫۰	٫۰۲٫۰	۰۰٫۰
MgO	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۱٫۰	٫۰۰
CaO	۰۸٫۰	۰۶٫۰	۰۴٫۰	۷٫۳۲	۸۹٫۱۰	۹٫۰۷
Na2O	۷۵٫۰	۹۰٫۰	۰٫۶۶	۵٫۴۱	۹۱٫۵	۷٫۱۰
K2O	۶۷٫۱۰	۷۸٫۱۱	۱۱٫۹۱	۰٫۲۲	۰۸٫۰	۱۰٫۰
مجموع	۶۹٫۹۸	۷۳٫۱۰۱	۱۰۰٫۵۱	۹۹٫۷۷	۲۵٫۱۰۱	۱۰۱٫۲۹
اکسیژن	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Si	۰۶۴٫۳	۰۳۹٫۳	۰۷٫۳	۶۹٫۲	۴۵٫۲	۵۴٫۲
Al	۰۱۹٫۱	۰۲۹٫۱	۰۰٫۱	۳۵٫۱	۵۴٫۱	۴۵٫۱
Ti	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Fe	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Mn	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۲٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Mg	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
Ca	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰	۳۵٫۰	۵۲٫۰	۰٫۴۳
Na	۰۶٫۰	۰۷٫۰	۰۵٫۰	۰٫۴۶	۵۱٫۰	۶۱٫۰
K	۶۱٫۰	۶۶٫۰	۶۳٫۰	۰۱٫۰	۰۰٫۰	۰۰٫۰
مجموع	۴٫۸۰	۸۱٫۴	۴٫۸۰	۴٫۸۷	۰۳٫۵	۰۴٫۵
Or	۸۵٫۸۹	۲۸٫۸۹	۹۱٫۴۹	۱٫۵۱	۴۵٫۰	۰٫۵۴
Ab	۵۵٫۹	۳۱٫۱۰	۸٫۲۳	۵۶٫۳۵	۳۴٫۴۹	۵۸٫۴۶
An	۵۹٫۰	۴۰٫۰	۰٫۲۸	۴۲٫۱۳	۲۰٫۵۰	۴۰٫۱۰

بحث

سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به همراه متابازیت‌ها، متاپریدوتیت‌ها و متاپلیت‌ها در بخش شرقی مجموعه ده‌سلم رخنمون دارند. بر روی نقشه، بخش شرقی مجموعه دگرگونی ده‌سلم به عنوان مجموعه‌ای از کالک‌شیست، گارنت‌شیست و آمفیبول‌شیست توصیف شده‌است [۱۸]. بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های زمین شیمیایی گروهی از سیلیکات‌های آهکی بیانگر حضور اسکاپولیت، پلاژیوکلاز، ارتوز، اسفن و کلسیت هستند. اسکاپولیت ($Ca_4Al_6Si_6O_{24}Co_3$) در اثر واکنش پلاژیوکلاز ($CaAl_2Si_2O_8$)و کلسیت ($CaCo_3$)و یا سیال‌های CO_2 دار در سنگ‌های سیلیکاتی آهکی ایجاد می‌شود [۳۱-۳۳]:

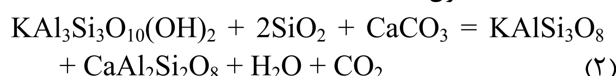


$$CaCO_3 + 3\ CaAl_2Si_2O_8 = Ca_4Al_6Si_6O_{24}\ CO_3$$

این واکنش خشک تا حد بسیاری مستقل از فشار و ترکیب سیال است و اغلب توسط دما کنترل می‌شود و بنابراین می‌تواند به عنوان یک دماسنج به کار رود در مجموعه اسکاپولیت - پلاژیوکلاز و در صورت مشخص بودن مقدار CO_2 و PCO_2، از تبادل‌های یون‌های Ca و Na به عنوان دماسنج استفاده می‌شود [۳۳]. اسکاپولیت‌های غنی از عضو نهایی ماریالیت در دمای بالا و طی فرآیند دگرنهادی ایجاد می‌شوند، در حالی که اسکاپولیت‌های ناشی از دگرگونی‌های درجه بالای سنگ‌های سیلیکاتی آهکی و گنیس‌های مافیک اغلب دارای ترکیب سولفات میونیت، میونیت و اسکاپولیت‌های دربردارنده ۲٫۳ میونیت یا همان میزونیت هستند [۳۴]. تشکیل اسکاپولیت‌های کلسیمی به دماهای بیش از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد نسبت داده شده‌است [۳۴-۳۶]. میزونیت اغلب در دمای کم‌تر از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است [۳۳]. بررسی فازهای تعادلی در اسکاپولیت‌های کلسیمی نشان می‌دهد که افزایش اختلال در مقادیر Al – Si با افزایش تغییرات فشار - دما با یک شیب ملایم طی واکنش تشکیل اسکاپولیت متناسب

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]

است. همچنین شیب تغییرات تعادلی کربنات‌زدایی از مثبت به منفی در جایگاه $T\text{-}X_{CO2}$ با اختلال در مقادیر $Al - Si$ متناسب است [۳۲]. طی رخداد دگرگونی پیشرونده در سنگ‌های کربناتی براساس طبق واکنش زیر، میکاهای تخریبی موجود در سنگ کربنات در حضور کلسیت و کوارتز در درجه‌های پایین دگرگونی به وسیله فلدسپات‌ها در درجات بالایی رخساره آمفیبولیت فوقانی جایگزین می‌شوند [۳]: (۲) پلاژیوکلازهای اولیه دارای $An = 30\%$ هستند. همزمان با افزایش Ca و درجه دگرگونی مقدار An در پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد [۳]. در نمونه‌های مورد بررسی در مجموعه دگرگونی ده‌سلم به سمت نمونه‌های دارای اسکاپولیت که در دما و عمق بیشتری دگرگون شده‌اند، مقدار An به بیش از ۵۰ درصد رسیده است که شاهدی بر افزایش درجه دگرگونی در این سنگ‌هاست (جدول ۳).

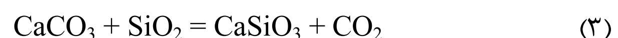


$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2SiO_2 + CaCO_3 = KAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 + H_2O + CO_2 \quad (۲)$$

$KAL_3Si_3O_{10}(OH)_2$ موسکوویت و $KALSi_3O_8$ فلدسپار پتاسیم است.

مجموعه دگرگونی ده‌سلم از نظر سنگ‌شناسی و رخدادهای دگرگونی به دو بخش شرقی (ده‌سلم) و غربی (گلوگاه) تقسیم می‌شود بخش شرقی شامل سنگ‌های دگرگونی با دمای بالا- فشار کم است [۱۷] که گسترش سنگ‌های ماگمایی فلسیک درون آن به بیشترین حد رسیده است. این بخش دربردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های پلیتی معرف دگرگونی در بخش فشارپایین رخساره‌های شیست‌سبز و آمفیبولیت [۱۷] معادل با سری رخساره‌ای احتمالی آبوکوما و شامل یک توالی ضخیم از مرمرها، متابازیت‌ها و پسامیت‌هایی است که شرایط دگرگونی مشابه‌ای دارند. بخش غربی مجموعه با گسترش در منطقه گلوگاه بیشتر از مجموعه ضخیمی از فیلیت‌ها، نوارها و عدسی‌هایی از آهک‌های بلوری با میان لایه‌هایی از گدازه‌های مافیک تشکیل شده‌است که ماهیت دگرگونی ضعیف‌تری از بخش شرقی دارند و به احتمال بسیار دستخوش فشار بیشتر و دمای کمتری شده‌است [۱۷].

علت تغییر همبرزایی در سیلیکات‌های آهکی بخش جنوب-شرقی که اغلب شامل ولاستونیت، دیوپسید و گارنت هستند نسبت به سیلیکات‌های آهکی که دربردارنده اسکاپولیت کلسیمی در نزدیکی توده گرانیتی شاه کوه که به نظر در عمق بیشتری دگرگون شده‌اند را می‌توان به حضور سیال‌های آبدار ناشی از فرآیند میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌های کنار این سنگ‌ها نسبت داد. حضور ولاستونیت در رخساره آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت را می‌توان به بالا آمدگی سریع آنها در راستای یک مسیر کاهش فشار که با واکنش کربنات‌ها با سیال‌های غنی از آب همراه بوده است، نسبت داد [۲]. واکنش تشکیل ولاستونیت ($CaSiO_3$) در سیلیکات‌های آهکی بررسی شده در بخش جنوب شرقی مجموعه دگرگونی ده‌سلم به صورت زیر است:



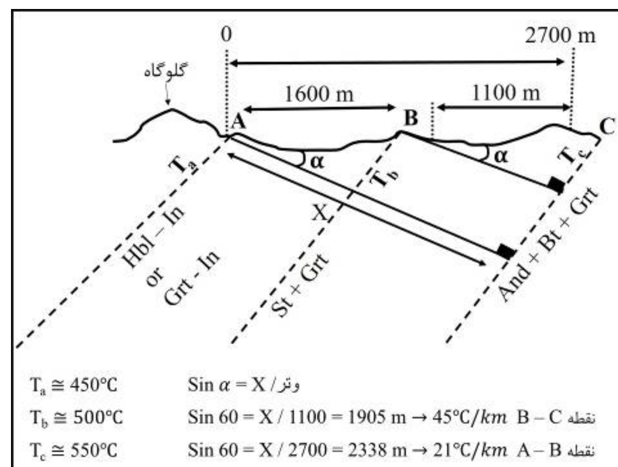
$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2 \quad (۳)$$

گفتنی است که میگماتیت‌های کنار این سیلیکات‌های آهکی اغلب دربردارنده آندالوزیت‌های جایگزین شده با سیلیمانیت، ارتوز، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت هستند. دماسنجی‌های انجام شده بر این میگماتیت‌ها دمای ۶۷۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد [۱۳]. دماسنجی کلریت‌های موجود در متاپریدوتیت‌ها بیانگر دماهای ۵۰۲ تا ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد است [۱۴]. ارتباط اولیه کربنات و بازالت که در واحدهای مجموعه دگرگونی ده‌سلم به صورت مرزهای پیوسته قابل دیده است (شکل ۵ ب) در دو محیط زمین‌ساختی رسوبی قابل تصور است: فعالیت آتشفشانی در محیط‌هایی که حوضه‌های کربناتی گسترش دارند، مانند کرانه جزایر قوسی و یا جزایر اقیانوسی، و نیز فعالیت بازالت‌ها هنگام فروریزی یک زیرساخت کربناتی طی ریفت شدگی پوسته قاره‌ای. بنا بر این فرضیه به نظر می‌رسد که آمیخته‌های زمین‌ساختی موجود در مجموعه ده‌سلم در کرانه اقیانوس نئوتتیس و هنگام فرورانش آن اقیانوس در زمان ژوراسیک به زیر قطعه لوت و آمیختگی سنگ‌هایی با خاستگاه اقیانوسی با نهشته های باقی مانده در کرانه ریفت شده لوت شکل گرفته باشد [۱۴]. این مجموعه سپس در شرایط زمین گرمایی پرشیب کمان ماگمایی نئوتتیس در کرانه لوت واقع گردیده و براساس نتایج دما و فشارسنجی در سنگ‌های متابازیت و متاپلیت، همراه با واحدهای کربنات دچار دگرگونی نوع دمای بالا - فشار پائین چون بوکان یا آبوکوما گردیده است [۱۵- ۱۷].

مسیر در نظر گرفته از دگرگونی پیشرونده در مجموعه دگرگونی ده‌سلم نشان می‌دهد که همزمان با افزایش دما، از متابازیت‌های موجود در غرب تا ظهور آندالوزیت در این واحد شیب زمین‌گرمایی در حال افزایش است و دمایی بین ۲۱ تا ۴۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر برآورد می‌شود (شکل ۱۶).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]



شکل ۱۶ شیب زمین‌گرمایی محاسبه شده در بخش غربی مجموعه دگرگونی ده‌سلم (منطقه گلوگاه).

برداشت

در بخش شرقی مجموعه دگرگونی ده‌سلم، مجموعه‌ای از سنگ‌های سیلیکاتی آهکی به همراه متابازیت و متاپریدوتیت وجود دارند که به نظر می‌رسد که در شرایط مشابه دگرگون شده‌اند. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی بیانگر حضور کانی‌های کوارتز، کلسیت، فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز، اسفن و اسکاپولیت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی است. براساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی با ریزکاو الکترونی، اسکاپولیت‌های موجود در گروه اسکاپولیت‌های کلسیمی جای دارند و دارای ترکیب (Me% = 70 - 80) میزونیت هستند. حضور همبرزایی اسکاپولیت + پلاژیوکلاز + ارتوز + تیتانیت در سیلیکات‌های آهکی مورد بررسی بیانگر دگرگونی این سنگ‌ها در شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت است. دما - فشارسنجی متابازیت‌ها و متاپلیت‌های کنار سنگ‌های سیلیکاتی آهکی دارای اسکاپولیت نیز بیانگر دگرگونی پیشرونده تا حد رخساره گرانولیت در متابازیت‌هاست و نشان می‌دهد که سنگ‌های متابازیت و سیلیکاتی آهکی در دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده با شرایط یکسان ایجاد شده‌اند [۱۵، ۱۶]. براساس نتایج دما و فشارسنجی‌های انجام شده بر مجموعه‌های متابازیت [۱۵]، حضور مجموعه‌های متابازیت و سیلیکاتی آهکی را می‌توان به یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای ژوراسیک پسین به احتمال بسیار در موقعیت کمان ماگمایی پهنه فرورانش نئوتتیس نسبت داد [۱۵، ۱۶].

قدردانی

از پروفسور ناکاشیما کوزو در بخش علوم‌زمین و محیط‌زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن برای انجام تجزیه‌های شیمیایی صمیمانه قدردانی می‌نماییم.

مراجع

[1] Winkler H.G. F., *"Petrogenesis of metamorphic rocks"*, 3rd Ed. Springer, Berlin, (1974), 1-334.
[2] Bucher K., Frey M., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks"*, Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, (1994) 334.
[3] Bucher K., Graps R., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks"*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (2011) 428.
[4] Hewitt D. A., *"The metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut"*, Am J Sci 273A, (1973) 444 - 469.
[5] Ferry J. M., *"Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area"*, southcentral Maine: mineral reactions and graphical analysis, Am J Sci 276, (1976) 841–882.
[6] Frey J. M., *"Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation"*, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages, JPetrol19, (1978) 93 - 135.
[7] Frank E., *"Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite"*, Schweiz Miner Petrogr Mitt 63, (1983) 37 - 93.
[8] Satish-Kumar M., Santosh M., Yoshida M., *"Reaction textures in calc-silicates as guides to the pressure-temperature fluid history of granulite facies terrains in east Gondwana"*, Journal of Geosciences, Osuka city university, v. 38, Art 5, (1995) 89 - 114.
[9] Sahandi M., *"Dehsalm Geological Map 1:250000"*, Geological Survey of Iran, Tehran (1992).

[23] Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt J., *"On the rotation of centeral- East Iran microplate"*, N.jb. Geol. Palaont. Mh 3, (1981) 108 - 192.

[24] Reyer D., Mohaffez A., *"A first contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology"*, Edition Techniqs Paris, (1972) 50 - 58.

[25] Crawford A. R., *"A summary of isotropic age data for Iran, Pakistan and India"*, Memories hors serie de la sociate geologique de France, 8, (1977) 251 - 260.

[26] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., *"Petrology of Jorassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization"*, J Asian Earth Sci 25, (2005) 961 - 980.

[27] Spear F. S., *"Metamorphic phase equilibria and pressure-temprature-time paths"*, Mineralogical society of America, monograph Series. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A, (1993) 799

[28] Sokolva E, Hawthovne F. C., *"The crystal chemistry of the Scapolite- Group minerals. Crystal structure and Long- Range order"*, The Canadian mineralogist, vol. 46, (2008) 1527 - 1559.

[29] Shaw M., *"The geochemistryo f scapolite"*, Part I, Previousw ork and geneqaml ineralogyJ. Petrol.1, (1960) 218 - 261.

[30] Teertstra D. K., Sherriff B. L., *"Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite"*, Chem. Geol, v. 136, (1997) 233 - 260.

[31] Evans B.W., Shaw D. R., Haughton D. M., *"Scapolite stoichiometry Contrib"*, Mineral. Petrol , 24, (1969) 293 - 305.

[32] Harley S. L., Buick, I. S., *"Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperature-fluid histories"*, the Rauer Group, East Antarctica, J Petrol 33 (1992) 693 - 728.

[33] Teertstra D. K., Sherriff B. L., "*Scapolite cellparameter trends along the solid-solution series"*, Am. Mineral, v. 81, (1996) 169 - 180.

[34] Hassan I., Buseck. P. R., *"HRTEM Characterization of scapolite solid-solutions"*, Am. Mineral., v. 73, (1988) 119–134.

[35] Baker J., Newton R. C., *"Experimental determined activity– composition relations for Ca-rich scapolite in the system CaAl2SiO8–NaAlSi3O8–CaCO3 at 7 kbar"*, Am. Mineral.,v. 80, (1995) 744 - 751.

[36] Brocker M., Fotoohi Rad Gh., Abbaslu F., Rodionov N., *"Geochronology of high-grade metamorphic rocks from the Anjul area, Lut block, eastern Iran",* Journal of Asian Earth Sciences. (2014) 82, PP: 151-162.

[10] Mahmoodi SH., *"Petrology of metamorphic rocks of the Dehsalm complex"* (in Persian). MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (2004).

[11] Arefnejad M., *"Deformation study of Dehsalm metamorphic complex, west of Chahdashi."* (in Persian). Msc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2010).

[12] Mokhtari N., *"Geochemistry of Granitoid rocks from East of Lut Block: Constraints on the nature of the crust in Eastern Iran,"* (in Persian).MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2012).

[13] Bahramnejad E., *"Metamorphic study of the Dehsalm complex, with a special notice to geochemistry of Garnet-Staurolite-bering rocks, east of Lut Block,"* (in Persian). MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2015).

[14] Naseri A., *"Petrology of mafic and ultramafic rocks of the Dehsalm metamorphic complex,"* (in Persian). east of Lut Block. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (2015).

[15] Bagheri S., Biabangard H., Naseri A., Zahedi A., Kuzuo N., *"Using amphibole geochemistry in tectono-metamorphic evolution of the Deh-Salm metamorphic complex,"* (in Persian). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 24 (3) :605-618 (2016).

[16] Bahramnejad E., Bagheri S., Ahmadi A., Zahedi A., *"Progressive metamorphism in metapelites of the Deh-Salm Metamorphic Complex, east of the Lut Block, according to thermometry of Garnet-Biotite,"* (in Persian). Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, V. 26, NO. 102 (2017).

[17] Mahmoudi SH., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., *"Magmatic and metamorphic history of the Deh-salm metamorphic Complex, Eastern Lut Block, (Eastern Iran)"*, from U-Pb geochronology. In: Journal Earth Science (Geol Rundsch) V. 99, (2009) 1153 - 1165.

[18] Naderi mighan N. and Akrami M.A. *"Explanatory text of Chah-Dashi. Geological Quadrangle Map 1:100000,"* Geological Survey of Iran, Tehran (2005).

[19] Akrami M.A. and Naderi mighan N. *" Dehsalm Geological Map 1:100000,"* Geological Survey of Iran, Tehran (2005).

[20] Hamzehpour B. Chahar-farsakh *Geological Map 1:100000,"* Geological Survey of Iran, Tehran (2003).

[21] Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-zadeh A.,*"Central Lut reconnaissance, East Iran"*, Geological Survy Iran, Vol. 22, (1972) 62 - 70.

[22] Berberian M., *"Structural history of Lut Zone.Geological Survey of Iran"*,Tehran Internal Report,Vol, 34 (1973).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.10.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.149]